

MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA DE LOS GRANITOIDES DEL SECTOR CENTRAL DE EXTREMADURA

R. Campos Egea¹, P. Gumiel Martínez², R. Tejero López³ y J.L. Plata Torres⁴

¹ Unidad de Caracterización Hidrogeoquímica de Emplazamientos, DIAE, CIEMAT, Av. Complutense 22, 28040 Madrid. E-mail: campos@ciemat.es

² Dirección de Recursos Minerales, ITGE, C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. E-mail: p.gumiel@itge.mma.es. Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá de Henares

³ Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid. E-mail: rosatej@eucmax.sim.ucm.es

⁴ Dirección de Geología, Departamento de Geofísica, ITGE, C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.

Resumen: A partir de la interpretación combinada del estudio gravimétrico, de la cartografía geológica y del análisis de lineamientos en la Imagen Landsat TM, se han establecido en el sector central de Extremadura una serie de unidades delimitadas por alineaciones gravimétricas, confirmando que hay una estructuración en bloques. Los límites, aunque irregulares, están marcados por zonas de alta densidad de fracturación, cuya confluencia puede tener gran interés estructural y metalogénico. La interpretación conjunta de los datos y un análisis exhaustivo de las densidades de las rocas han permitido, mediante la modelización gravimétrica, proponer la forma y extensión en profundidad de los cuerpos intrusivos aflorantes y subaflorantes de este sector de Extremadura.

Palabras clave: Modelización gravimétrica, densidades, granitoides, fracturación, metalogénia, Extremadura

Abstract: As a result of the combined interpretation of a gravity study, of geological mapping and the lineament analysis of TM Landsat Imagery from the central sector of Extremadura region (Western Spain), a series of units delimited by gravity alignments have been established, confirming that there is a structural setting of the area in blocks. The limits, although irregular, are limited by high density fracture zones, whose intersections may have a major structural and metallogenic interest. The integration of the different data, and an exhaustive analysis of the rock densities have permitted through the gravity modelling of several profiles to obtain the shape, and the extension in depth of the granitic bodies (outcropping and subsurface plutons) which characterize this sector of Extremadura.

Key words: Gravity modelling, density, granitoids, fracturing, metallogeny, Extremadura (Spain)

Campos Egea, R., Gumiel Martínez, P., Tejero López, R. y Plata Torres, J.L. (1999): Modelización gravimétrica de los granitoides del sector central de Extremadura. *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 461- 476

Desde hace algunos años, el interés por el conocimiento en profundidad de la geometría de las estructuras en general, y en particular de los cuerpos graníticos, ha aumentado considerablemente, no sólo por su aspecto puramente científico sino también por su posible interés económico. En este trabajo se presenta un estudio detallado sobre la gravimetría de los granitoides del sector central de Extremadura, cuyo objetivo ha sido, abordar uno de los problemas más complejos en las áreas graníticas, como es la forma geométrica de los plutones y su extensión en profundidad. En este sentido, cabe destacar la información gravimétrica existente sobre el batolito de Cabeza de Araya (Audrain *et al.*, 1989) adyacente al área de estudio, sobre el granito de Alburquerque (Campos y Gumiel, 1990), y los del área de La Alberca-Bejar (Yenes *et al.*, 1995), fuera del área de estudio. Igualmente cabe citar el trabajo de Campos

et al. (1993), sobre la zona que actualmente estudiamos, y la contribución de Carbó *et al.* (1988) en el que se realiza un análisis comparativo de la geometría en profundidad de varios cuerpos intrusivos de la Zona Centroibérica.

La problemática de los mecanismos de ascenso y emplazamiento de los plutones de la zona ha sido abordada por algunos autores como Vignerresse y Bouchez (1997) y Améglio *et al.* (1997), quienes a partir de datos gravimétricos y estructurales, y al estudio de lineaciones y foliaciones magnéticas, proponen un mecanismo de emplazamiento para el batolito de Cabeza de Araya.

La cobertura gravimétrica del sector central de Extremadura que aquí se presenta viene a suplir la falta de información sobre la geometría de los granitos de esta área en profundidad, paso previo e indispensable a

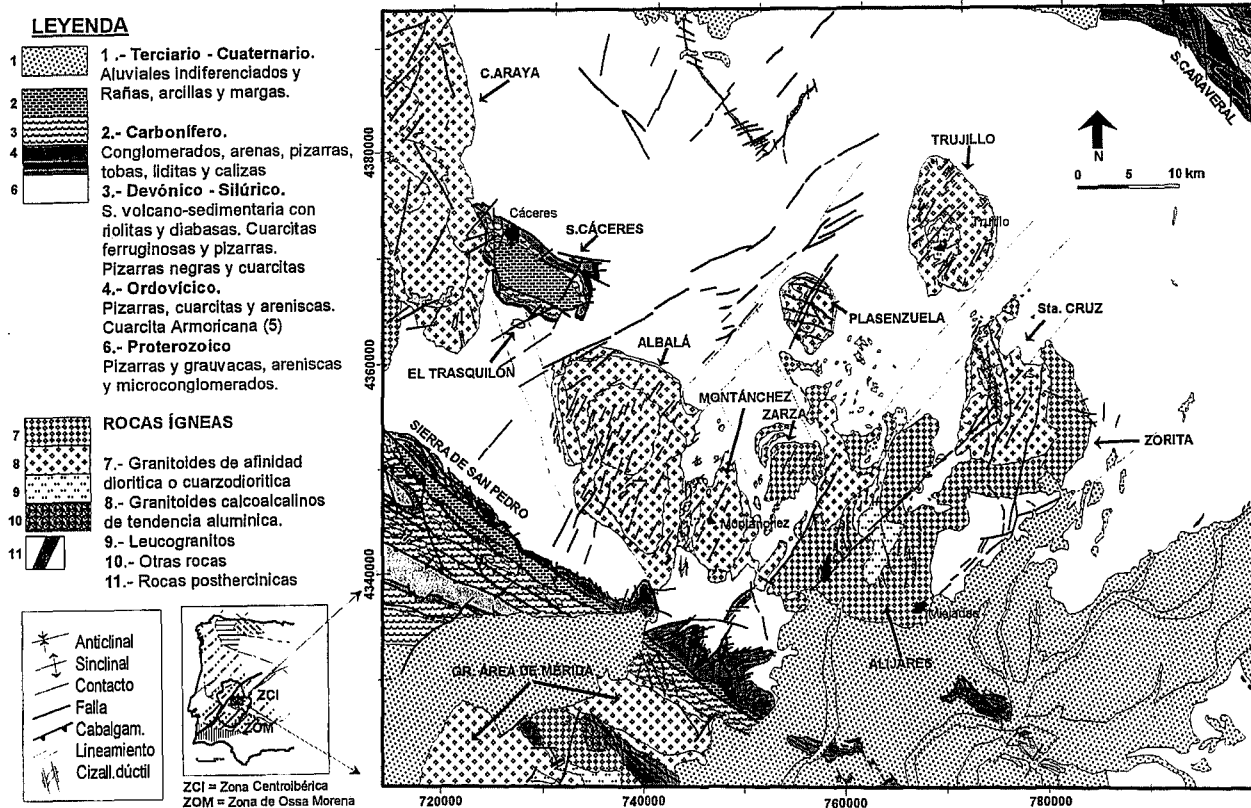


Figura 1.- Situación general y cartografía geológica del Batolito de Extremadura Central (BEC). (Modificado de Gumiel y Campos, 1998).

posteriores estudios encaminados a elaborar modelos de ascenso y emplazamiento de los granitoides, como los propuestos por Castro (1986) y Castro y Fernández (1998). Pero la contribución principal de este trabajo, está encaminada a profundizar en la relación de los cuerpos intrusivos con las principales zonas mineralizadas del sector, y resaltar la utilidad del método gravimétrico como herramienta en la exploración de futuros yacimientos minerales y en la selección de áreas con alto potencial minero.

Como paso previo a la investigación geofísica, se llevó a cabo un estudio geológico del sector central de Extremadura (Gumiel y Campos, 1998), que sirviera como documento base para la interpretación de las anomalías gravimétricas, y de forma complementaria se realizó un detallado análisis de las densidades de las rocas del sector; como parámetro imprescindible en la modelización. La interpretación de los mapas de anomalías de Bouguer, junto con los datos geológicos y con los datos de las densidades medidas en las rocas, ha sido utilizada para investigar las características estructurales del área, la geometría de los cuerpos graníticos en profundidad mediante la modelización de varios perfiles gravimétricos y su relación con las zonas mineralizadas conocidas.

Contexto geológico

La región estudiada comprende el sector central de Extremadura y ocupa parte de las provincias de

Cáceres y Badajoz (Fig. 1). Morfológicamente, el área constituye una extensa penillanura de 450 m de altitud media, en la que destacan las alineaciones montañosas definidas por afloramientos de cuarcitas, formando las sierras de Cañaveral, Cáceres y San Pedro. Se encuentra dentro de la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico (Julivert *et al.*, 1972), que en este sector se caracteriza estructuralmente por la existencia de amplias antiformas en cuyo núcleo afloran rocas de edad Proterozoico Superior - Vendense Superior, limitadas por estrechas sinformas constituidas por materiales de edades comprendidas entre el Ordovícico Inferior y el Carbonífero Superior. Intruidos en estas rocas y aflorando predominantemente en las antiformas, se encuentran varios plutones graníticos, denominados en conjunto "Batolito de Extremadura Central" (BEC; Castro, 1984). El afloramiento de estas rocas graníticas está limitado al norte y al sur por los sinclinales de Cañaveral y de la Sierra de San Pedro, respectivamente.

Desde un punto de vista litoestratigráfico, los materiales que constituyen esta zona se pueden agrupar en:

1) *Materiales proterozoicos* cuyo registro estratigráfico se inicia con una potente y monótona serie turbidítica, atribuida al "Grupo Domo Extremeño" (Alvarez Nava *et al.*, 1988), en la que alternan pizarras y grauwacas con facies conglomeráticas de potencias muy variables y corresponden al denominado Complejo Esquisto Grauwáquico (CEG), de

edad Proterozoico Superior. Sobre estos depósitos de características flyschoides, que afloran tanto en la Zona Centroibérica como en la Zona de Ossa Morena, se sitúa discordante y con una irregular distribución cartográfica, el "Grupo Depositional Ibor", formado por conglomerados, areniscas y calizas, que se atribuye al Vendense Superior (Gumiel y Campos, 1998; Campos, 1998). Por encima, aunque no afloran en el sector estudiado, se sitúa el "Grupo Valdelacasa", de edad Vendense Superior - Cámbrico Inferior (Alvarez Nava *et al.*, 1988).

2) *Materiales paleozoicos*, que son litológicamente mucho más variados que los anteriores. Los materiales ordovícicos, omnipresentes y muy potentes, están constituidos por alternancias de cuarcitas y pizarras. Los materiales silúricos y los del Devónico Inferior están escasamente representados y son también detríticos, consistiendo en pizarras y cuarcitas. Los correspondientes al Devónico Superior son muy potentes en la zona de la Sierra de San Pedro (Fig. 1), con varias unidades de cuarcitas y pizarras, que en su tramo superior, presentan importantes intercalaciones de rocas volcánicas. El Carbonífero Inferior está constituido por pizarras y calizas con intercalaciones de rocas volcánicas mientras que el Carbonífero Superior, que es discordante sobre toda la serie anterior, está formado principalmente por conglomerados y, en menor proporción, areniscas y pizarras.

3) *Materiales graníticos*, en general poli-intrusivos, en los que se han distinguido numerosas facies que corresponden a las diferentes intrusiones presentes en el área. Estos plutones reciben los nombres de Cabeza de Araya, Albalá, Montánchez, Trujillo, Plasenzuela, Alijares, Zarza, Santa Cruz, Zorita, que constituyen el Batolito de Extremadura Central (BEC; Castro, 1984) y los granitos del área de Mérida. Entre los numerosos trabajos realizados sobre ellos, son de destacar los de carácter general (Monteserín y Pérez Rojas, 1980; Ramírez, 1971; Gil Serrano *et al.*, 1980), así como los estudios petrológicos (Corretgé, 1971), estudios petrológico - estructurales (Castro, 1984), o geoquímicos de elementos mayores (Bea *et al.*, 1987). En cuanto a la metalogénia de la zona hay que señalar los trabajos de Arribas *et al.* (1987), Palero *et al.* (1985) y Gumiel y Campos (1993), entre otros.

En este trabajo se ha adoptado la clasificación de Gumiel y Campos (1998), quienes diferencian tres tipos de granitoides (Tabla I): (I) granitoides de afinidad diorítica o cuarzdiorítica, que representan los términos más básicos, (II) granitoides calcoalcalinos de tendencia aluminica y (III) leucogranitos que representan los términos más ácidos. En la cartografía (Fig. 1) por simplificación, se han agrupado facies magmáticas comunes a los diferentes intrusivos.

4) *Materiales de cobertera*, correspondientes al último grupo litoestratigráfico, formado por depósitos terciarios y cuaternarios situados principalmente al sur de la zona de estudio, conformando los rellenos de la Cuenca del Guadiana.

I. Granitoides de afinidad diorítica o cuarzdiorítica.	
Granodioritas biotíticas.	C.Araya, Montánchez, Zarza, Ruane, Alijares, Santa Cruz y Zorita.
Tonalitas biotíticas con apatito.	Albalá - Montánchez.
Dioritas y cuarzdioritas anfibóticas.	Granitos del área de Mérida.
II. Granitoides calcoalcalinos, de tendencia aluminica.	
Granitos de dos micas.	C.Araya, Montánchez, Plasenzuela, Trujillo y Santa Cruz.
Granitos biotíticos porfídicos.	C.Araya, Albalá, Plasenzuela, Trujillo y área de Mérida.
Monzogranitos biotíticos.	C.Araya, Albalá y Alijares.
Monzogranitos de dos micas.	Albalá, Montánchez, Alijares, Santa Cruz, Zorita y área de Mérida.
Granitos moscovíticos.	Albalá y Plasenzuela.
III. Leucogranitos.	
Leucogranitos de dos micas.	Granitos del área de Mérida.
Leucogranitos moscovíticos.	Albalá, Montánchez, Plasenzuela, Alijares y Trujillo.

Tabla I.- Tipos de granitoides en el área de estudio y plutones en los que se reconocen (Gumiel y Campos, 1998).

Contexto estructural

La configuración estructural del sector central de Extremadura es el resultado de la superposición de varios episodios de deformación. Aunque las estructuras cartografiadas se generaron principalmente durante las etapas de deformación hercínicas, el carácter discordante de los *Grupos Domo Extremeño e Ibor*, la existencia de un vulcanismo o plutonismo asociado a la serie paleozoica, la evidencia de la presencia de fallas normales que controlan la sedimentación del *Grupo Valdelacasa* y el basculamiento de estos materiales, pone de manifiesto la existencia de diversos eventos tectónicos predevónicos (Bouyx, 1970; Ortega y González Lodeiro, 1986; Nozal *et al.*, 1988; Palero, 1993). También hay evidencias de una etapa distensiva previa a la compresión hercínica. Durante el Devónico Medio se produce un abombamiento generalizado en todo el borde sur de la Zona Centroibérica que produce la ausencia de materiales de esa edad (Pardo y García Alcalde, 1984; Gutiérrez Marco *et al.*, 1990). Este abombamiento va seguido, ya durante el Devónico Superior (Frasniense-Fameniense), en algunas áreas (por ejemplo, en la Sierra de San Pedro), de una etapa distensiva con formación de cuencas rellenas con materiales sintectónicos (López Díaz, 1991). Esta etapa produce una serie de fallas de extensión, de orientación NO-SE y tendencia lística, con labios hundidos hacia el sur. Presentan características frágiles en los niveles superiores y más dúctiles en los inferiores y están separadas por otras ortogonales de transferencia, con movimiento dextro (Fig. 1).

En cuanto a las deformaciones compresivas hercínicas, se diferencian tres etapas principales, seguidas de otra de fracturación, que de forma esquemática se resumen a continuación:

La 1ª fase de deformación es la más generalizada, siendo responsable de las grandes estructuras de la zona, de dirección general NO-SE. Se generan en esta fase pliegues a todas las escalas, con direcciones axiales que varían entre N-S y NO-SE y una

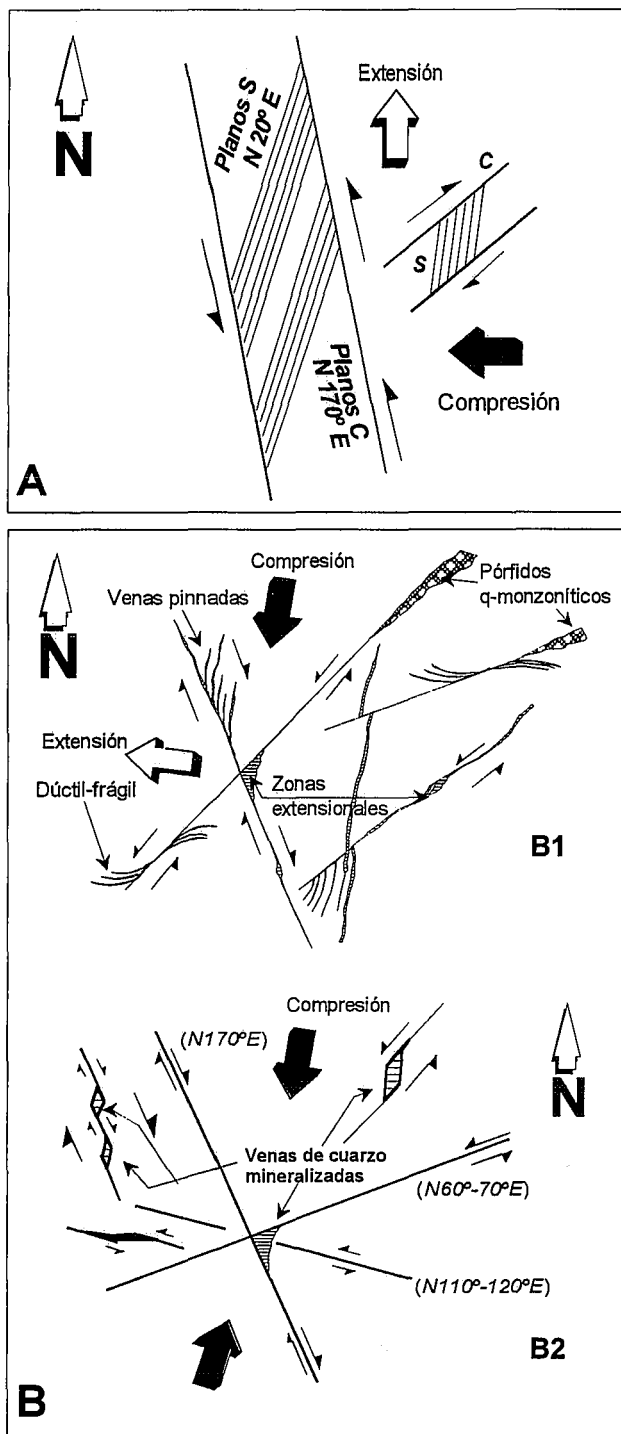


Figura 2.- Modelo evolutivo de la fracturación tardihercínica. A) Cizallamiento dúctil hercínico; compresión máxima E-O. B) Compresión máxima N-S (transpresión prolongada): en B1 se representa la cinemática de venas a escala de afloramiento; en B2 se expone el modelo de fracturas y venas a escala regional.

esquistosidad S_1 de plano axial. Cuando afecta a materiales paleozoicos (por ejemplo en la Sierra de San Pedro) produce despegues y cabalgamientos, aprovechando las fracturas distensivas previas de bajo ángulo.

La 2ª fase de deformación es de carácter local, y se manifiesta por una serie de bandas de cizalla de dirección N401-N601E, de escala hectométrica y anchura comprendida entre 7 y 10 km. Éstas llevan asociados micro y mesoplegues, así como una esquistosidad de

crenulación S_2 . Los criterios cinemáticos son siempre de movimientos en sentido sinistral (Matas *et al.*, en prensa).

La 3ª fase de deformación tiene un desarrollo variable en la zona de estudio y responde a un sentido de acortamiento de orientación E-O, dando lugar a bandas de cizallamiento subverticales, tanto de carácter frágil como dúctil, de anchura variable, con orientación predominante NO-SE y movimiento de desgarre sinistral, junto con otras orientadas NE-SO, de menor incidencia en la zona, dextras y conjugadas de las anteriores (Fig. 2A).

Las deformación tardihercínica se caracteriza por producir un conjunto de corredores de fallas frágiles con orientaciones predominantes NNO-SSE a NO-SE y movimiento dextrógiro y sus conjugadas NNE-SSO a NE-SO con movimiento sinistral. Estas estructuras pueden considerarse como tardihercínicas y/o alpinas. La consideración de posteriores a la tercera fase de deformación se basa en su relación con aquellas, ya que las reactivan en sentido contrario (Fig. 2B).

Las estructuras de fracturación son muy importantes en el área de estudio por dos razones principales: en primer lugar, porque su análisis cinemático ha servido para completar la cronología de los eventos deformativos, ayudando a reconstruir la historia de la deformación en la zona. En segundo lugar, porque estas estructuras van a ser utilizadas para el emplazamiento de los fluidos hidrotermales que van a dar lugar a los diferentes grupos filonianos mineralizados que caracterizan el sector central de Extremadura (Gumiel y Campos, 1998).

De forma esquemática, el modelo cronológico de la fracturación en el área estudiada comprende dos etapas principales (Gumiel y Campos, 1998; Campos, 1998): 1) cizallamiento dúctil hercínico (compresión máxima de orientación E-O) y 2) compresión máxima de orientación N-S (transpresión prolongada).

La primera etapa, que se iniciaría al final de la 3ª fase de deformación hercínica, bajo una compresión de orientación aproximada E-O, desarrollaría un sistema de cizallas conjugadas con orientaciones NNO-SSE y sentido de movimiento sinistral, y otras NE-SO con movimiento dextrógiro. Este evento deformativo está muy bien reflejado en el granito de Montánchez, en donde se observa una fábrica planar con orientaciones de planos C/S como en la figura 2A, la cual es debida a los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico, subvertical, de dirección nortada (NNO-SSE) y sentido sinistral. Su emplazamiento sin-tardicinemático está probablemente relacionado con la deformación progresiva debida a la 3ª fase de deformación. Igualmente, se desarrollan cizallas de dirección NE-SO a ENE-OSO, con movimientos de sentido dextral y que son conjugadas de las anteriores. Su desarrollo es probablemente más local, y ambas son compatibles con un sentido de compresión máxima (acortamiento) de orientación aproximada E-O (Fig. 2A).

La segunda etapa se caracteriza por una permutación en la orientación de los ejes de esfuerzos,

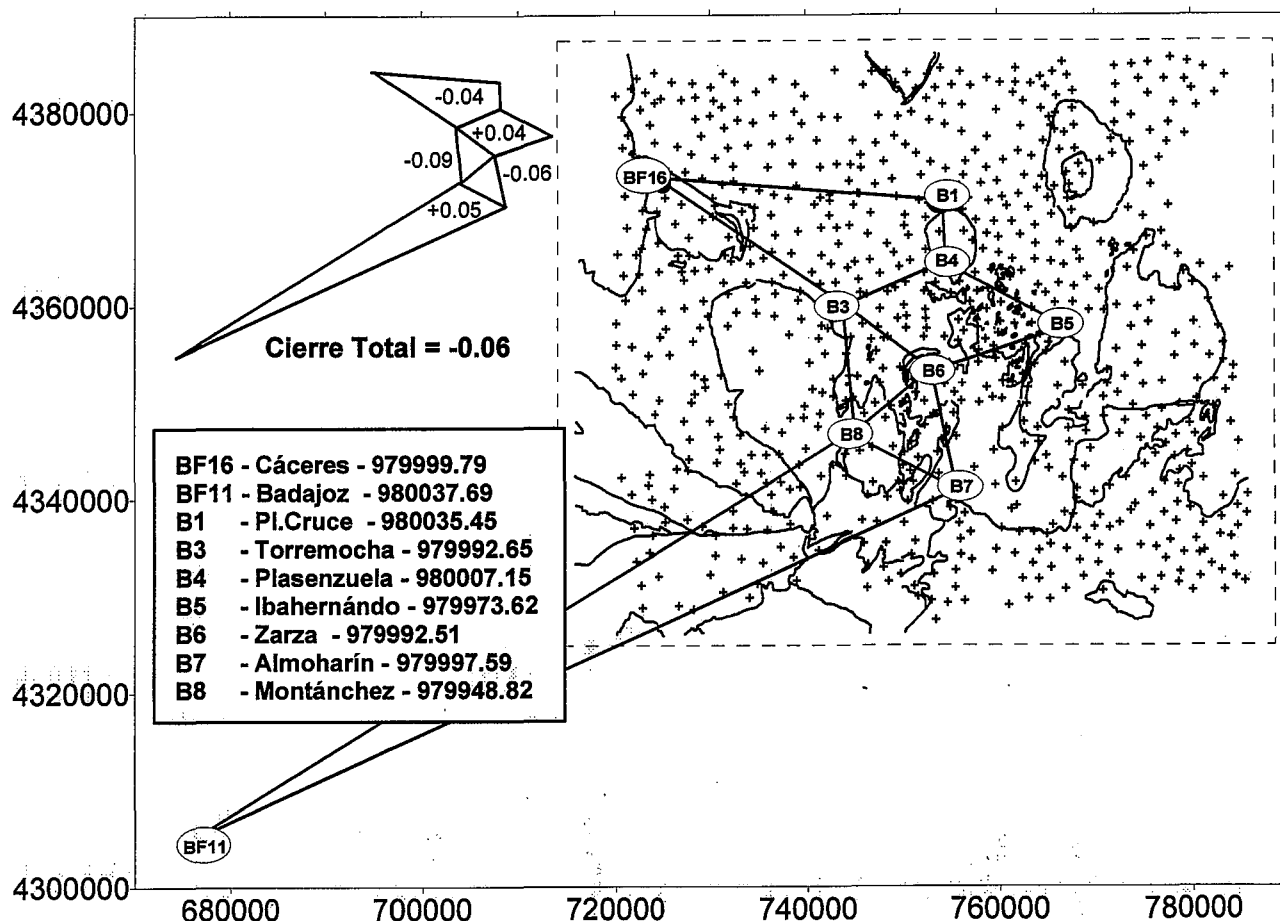


Figura 3.- Mapa de posición de estaciones de medidas gravimétricas sobre la cartografía geológica simplificada. Se representa también la red de bases gravimétricas establecidas para el trabajo y su unión con las Bases Fundamentales BF-11 (Badajoz) y BF-16 (Cáceres).

durante una fase compresiva tardía (posible 4ª fase de deformación), con una orientación de compresión máxima próxima a N-S, y en la que se produce una reactivación de las estructuras previas. Por ejemplo, los planos C/S del granito de Montánchez, de orientación N170°E y N20°E respectivamente, originados en la etapa anterior (3ª fase de deformación hercínica), sufren una reactivación en régimen de deformación dúctil-frágil, como desgarres de sentido de movimiento contrario. Es decir, los movimientos de las fracturas NO-SE pasan a ser de desgarres dextros y los de las fracturas NE-SO y ENE-OSO de desgarres sinistros. La extensión, de orientación aproximada E-O, favorece tanto la intrusión tardía de diques de pórfidos, como la de los fluidos hidrotermales que van a dar lugar a los principales grupos filonianos y venas de cuarzo mineralizadas del área de estudio (Fig. 2 B). Este esquema de fracturación se produce en un régimen de transpresión prolongado en el tiempo, que afectaría a la zona, lo que ya ha sido puesto de manifiesto en otras áreas próximas, como en la zona de La Codosera, en la provincia de Badajoz (Sanderson *et al.*, 1991).

Las fracturas generadas en estas etapas, no muy tardías con respecto a la consolidación magmática, debieron permitir el emplazamiento de diques y la circula-

ción de fluidos hidrotermales, que dieron lugar a los filones mineralizados del sector. Su cinemática (Fig. 2 B) puede tener repercusiones importantes en la prospección y exploración de yacimientos minerales de la zona (Gumiel y Campos 1993; Gumiel y Campos 1998).

Cobertura gravimétrica

Para la realización del levantamiento gravimétrico del área se utilizó un gravímetro Worden Prospector, así como un gravímetro Scintrex. Las determinaciones de altitud fueron realizadas con un altímetro MDM-5 Paulin. Al ser el área de grandes dimensiones (60 x 70 km), se estableció una red de siete bases gravimétricas en la zona de estudio, realizando su unión a las bases de Cáceres (BF-16) y Badajoz (BF-11), de la Red Fundamental Española (RGFE-73). En la figura 3 se representan las bases locales establecidas, con su valor absoluto de gravedad, junto con los errores de cierre de cada polígono. El levantamiento gravimétrico propiamente dicho consistió en la medida en 616 estaciones, repartidas en 92 itinerarios con duración máxima de una hora; este levantamiento fue completado hacia el oeste con 160 estaciones tomadas de un proyecto del ITGE (Campos y Gumiel, 1990; Gumiel *et al.*, 1991). La zona estu-

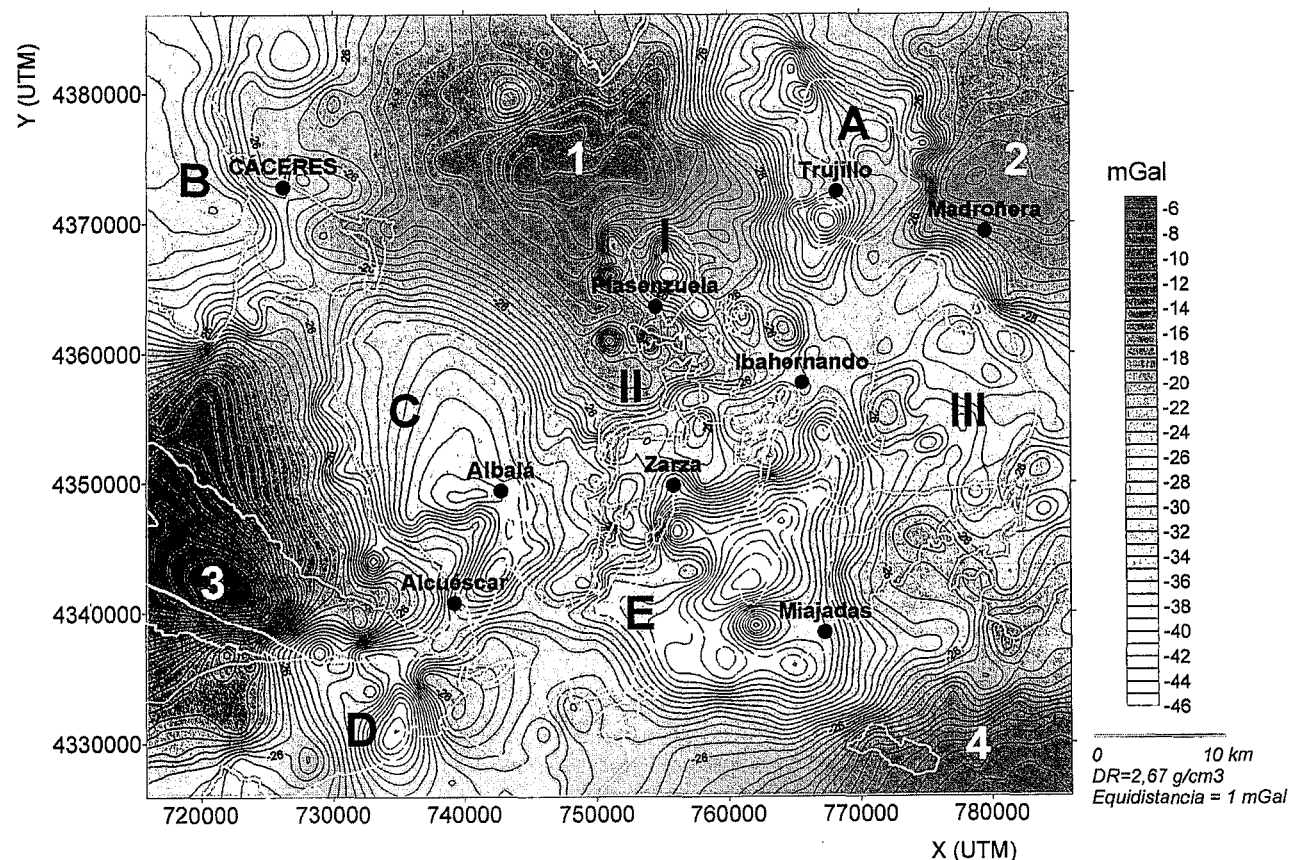


Figura 4.- Mapa de anomalías de Bouguer y contactos geológicos simplificados (en blanco). Los números (en blanco) indican los máximos, las letras (en negro) los mínimos y los números romanos (en negro) indican zonas anómalas de carácter intermedio (explicación en el texto).

diada ha cubierto una extensión de 4200 km², con un total de 776 estaciones, por lo tanto con una densidad de 0,18 estaciones por km².

La gravedad teórica se ha calculado con referencia al World Geodetic System (1967), utilizando en los cálculos una densidad de reducción de 2,67 g/cm³, obtenida a partir del tratamiento de los datos de la campaña gravimétrica con el método de cálculo descrito por Plata (1983). La corrección topográfica se ha realizado hasta los 22 km.

La elaboración del mapa de anomalías de Bouguer (Fig. 4) se ha efectuado mediante un método de interpolación por *kriging*, a una malla cuadrada de 3000 m de lado. Para el control de errores se realizaron un total de 74 repeticiones en las lecturas del gravímetro y altímetro, en diferentes programas de medidas, lo que representa un 9,5% del total. También se realizaron un 9,5%, 11,5% y 10,1% de repeticiones sobre la ejecución de la corrección topográfica próxima, media y lejana respectivamente. El error cuadrático medio acumulado del mapa de anomalías de Bouguer, calculado por la suma de los errores medios parciales cometidos en el posicionamiento, en la elevación, en las lecturas del gravímetro, y en la ejecución de la corrección topográfica, es de $\pm 0,28$ mGal y permite adoptar una equidistancia entre isoanómalas de 1 mGal.

UNIDAD	SUBUNIDAD	FACIES (SONDEO)	DENSIDAD g/cm ³	CONTR. %	DENSIDAD MEDIA GLOBAL g/cm ³
TERCIARIO	-	GRAVAS, AR, ARC.	2,42	100	2,42
PROTEROZ. CEG	-	PIZARRAS	2,73	60	2,72
	-	GRAUVACAS	2,70	30	
	-	CORNEANAS	2,73	10	
PALEOZOICO	-	PIZARRAS	2,76	50	2,72
	-	CUARCITAS	2,67	40	
	-	ARENISCAS	2,69	5	
	-	CALIZAS	2,70	5	
	-	ROCAS BÁSICAS	2,82	100	
GRANITOS	TRASQUILÓN	T1	2,66	-	2,66
		T2	2,66	-	
		T5	2,66	-	
		T6	2,66	-	
		T7	2,68	-	
	TRUJILLO	F10	2,64	20	2,64
		F11	2,64	80	
		F9	2,61	100	
	PLASENZUELA	F9	2,62	10	2,64
		F10	2,65	60	
		F11	2,64	20	
		F15	2,65	10	
	RUANES ZARZA	F16	2,69	100	2,69
	ALBALA	F15	2,66	15	2,64
		F9	2,63	10	
		F12	2,65	25	
		F13	2,63	25	
		F11	2,64	25	
	MONTAÑECH	F9	2,62	5	2,64
		F10	2,64	80	
		F13	2,63	10	
		F16	2,66	5	
	CARAYA	F10	2,65	50	2,65
		F11	2,65	50	
	ALJAIRES	F13	2,65	30	2,64
		F12	2,63	40	
		F9	2,65	30	
		F16	2,69	100	
	S. CRUZ-ZORITA	F7	2,72	50	2,72
		F14	2,72	50	
		F13	2,66	100	
		F16	2,69	100	

Tabla II.- Tabla resumen de las densidades de las unidades y subunidades definidas en la zona de estudio. El porcentaje de contribución se refiere a la contribución de cada facies al polígono correspondiente en la modelización gravimétrica, (Campos, 1998).

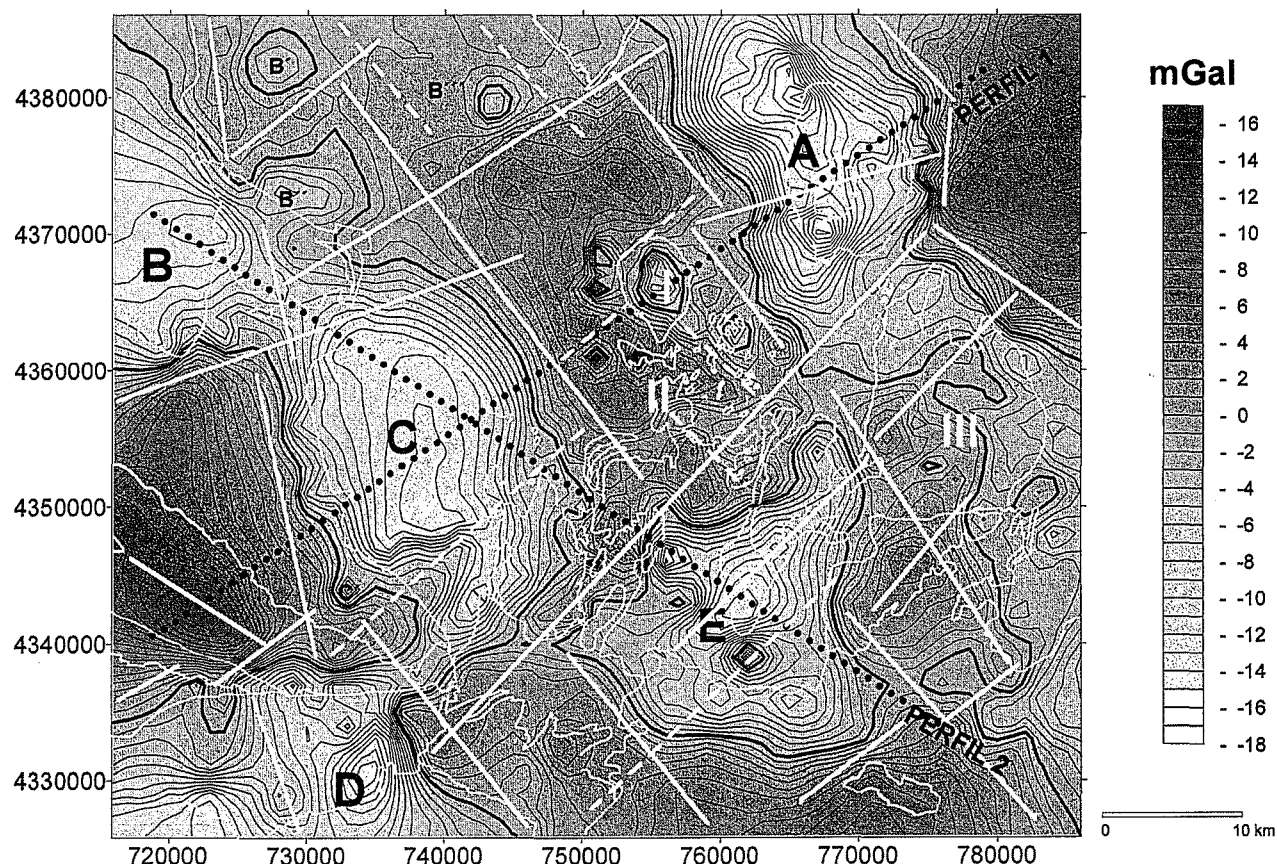


Figura 5.- Mapa de anomalías residuales de Bouguer (regional de 3^{er} grado), contornos geológicos principales (línea fina blanca) y alineaciones gravimétricas (trazo blanco). Las letras negras indican zonas de mínimos relativos y los números romanos en blanco anomalías negativas relativas de carácter intermedio. Sobre este mapa están situados los perfiles (Perfil 1 y Perfil 2) interpretados en las figuras 7 y 8.

Análisis de densidades

Puesto que el contraste de densidad es el factor que controla las anomalías de la gravedad, para interpretar éstas de forma más rigurosa se ha llevado a cabo un estudio de detalle de las densidades de los materiales de cada una de las formaciones geológicas del área investigada. Este estudio ha consistido en la realización de un muestreo sistemático de las diferentes litologías, en testigos de sondeos, en canteras y en afloramientos representativos obteniendo experimentalmente la densidad de cada una de las muestras mediante un picnómetro de aire para la determinación del volumen, y una balanza de precisión para su pesado.

El análisis se ha realizado sobre un total de 293 muestras, 14 correspondientes al Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), 114 a los materiales paleozoicos, 9 a rocas básicas paleozoicas y 156 a rocas graníticas, para asignar una densidad media característica a cada unidad o subunidad. A los materiales de cobertera, dada su variación de densidad en función del contenido en agua, se les ha asignado un valor medio de 2,42 g/cm³, teniendo en cuenta trabajos realizados en otras zonas

(Bergamín, 1986; Bergamín *et al.*, 1995).

Los resultados son los que figuran de forma resumida en la Tabla II, en la que se observan los valores de densidad media global obtenida experimentalmente, así como el porcentaje de contribución de cada litología a la unidad. Las densidades medias globales (última columna de la Tabla II) son las que posteriormente se han utilizado en la modelización gravimétrica.

Mapa de anomalías de Bouguer - Separación regional / residual

De la observación conjunta del mapa geológico (Fig. 1) y del mapa de anomalías de Bouguer, en el que se han representado también los contornos cartográficos principales (Fig. 4), se obtiene una primera aproximación del significado geológico de las anomalías gravimétricas de la zona de estudio.

El mapa de anomalías de Bouguer, con valores comprendidos entre -45 mGal y -4 mGal, muestra una buena correlación a escala regional con la geología del área de estudio. Se observa una serie de mínimos gravimétricos relativos (señalados como A, B, C, D y E en la figura 4), que por su forma y posición

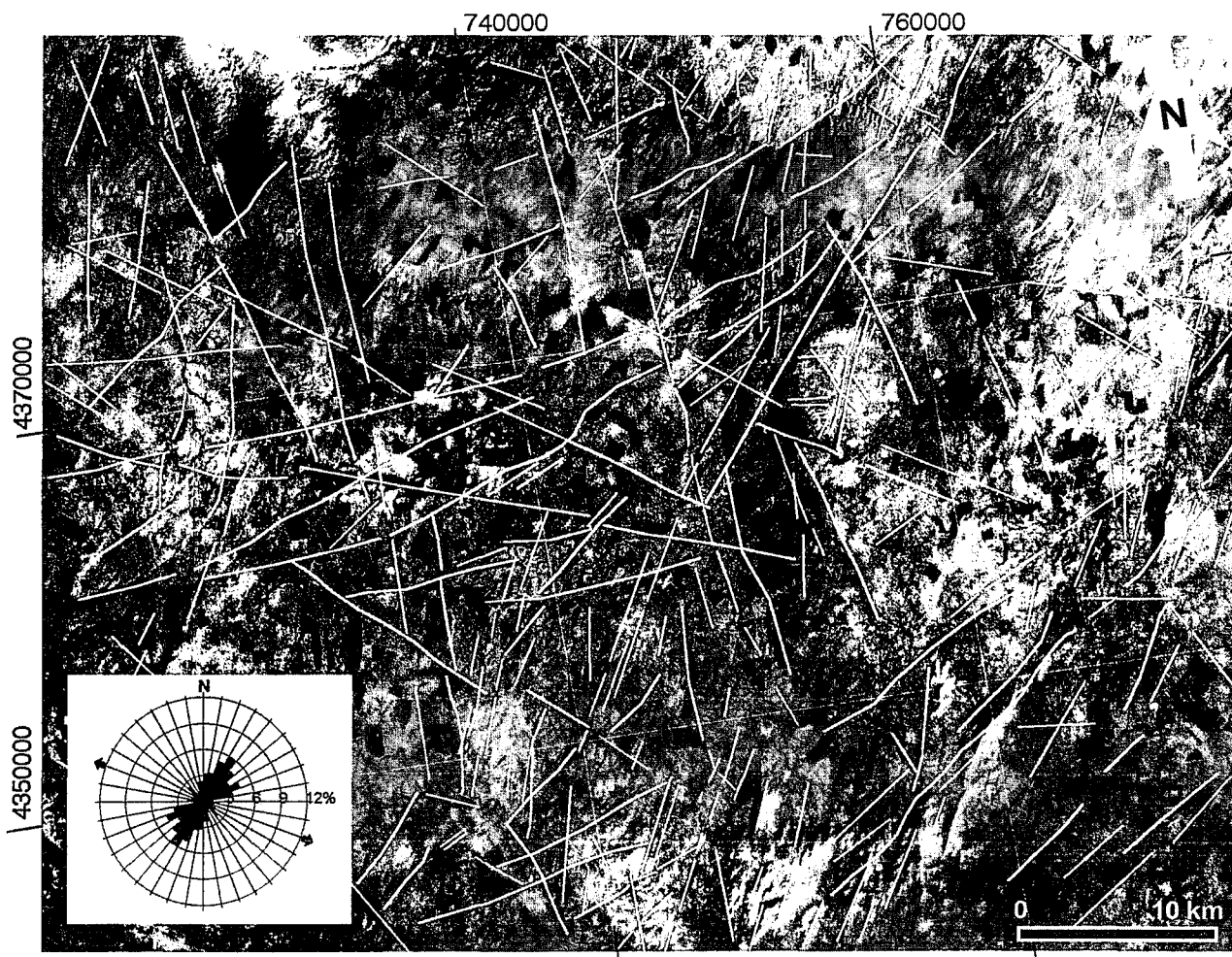


Figura 6.- Mapa de lineamientos observados sobre la imagen Landsat 5 TM del 19 de Enero de 1986.

individualizan los diferentes plutones graníticos existentes. Así mismo, el mapa presenta una serie de máximos relativos (1, 2, 3 y 4; Fig. 4), claramente relacionados con los materiales metasedimentarios del Proterozoico, o con los materiales paleozoicos. Por último, se observa una serie de áreas de "carácter mixto", que se corresponden con anomalías de difícil interpretación, ya que aunque presentan una tendencia general de mínimo gravimétrico, no delimitan con exactitud los cuerpos intrusivos sobre los que se sitúan (Zonas I, II y III en la figura 4), y se caracterizan por la existencia de mínimos y máximos gravimétricos relativos de pequeña longitud de onda.

Con objeto de delimitar los efectos gravitatorios de fuentes superficiales y profundas, se ha procedido a la separación de las tendencias regional / residual mediante el método matemático de ajuste de superficies polinómicas a los datos del mapa de anomalías de Bouguer. La aplicación de este método de separación ha permitido además llevar a cabo un análisis de superficies desde el primer al sexto grado. La observación del grado de ajuste de las superficies y un análisis detallado de los seis mapas residuales obtenidos, junto con la cartografía geológica de la zona, nos ha llevado a la

selección de la superficie de tercer grado como regional más idónea. El mapa de anomalías residuales de Bouguer (Fig. 5), obtenido por sustracción de esta superficie regional de tercer grado, es el que se ha utilizado en la interpretación y modelización que a continuación se expone.

Interpretación del mapa de anomalías residuales de Bouguer

El mapa de anomalías residuales de Bouguer (Fig. 5) constituye un documento de gran utilidad, cuya interpretación combinada con el mapa geológico (Fig. 1) y con el mapa de lineamientos sobre la Imagen Landsat TM (Fig. 6) es de gran interés para un mejor conocimiento geológico - estructural del área de estudio.

En primer lugar, los tres documentos muestran un buen grado de correlación, de tal forma que los materiales correspondientes a diferentes litologías (granitos, materiales paleozoicos y materiales proterozoicos) muestran diferencias en la respuesta gravimétrica. Igualmente, las trazas de lineamientos observados en la Imagen Landsat TM tienen una buena correspondencia con las alineaciones gravimétricas principales.

Las alineaciones gravimétricas principales de dirección NO-SE y NE-SO (Fig. 5) confieren a la zona una estructuración en unidades o bloques irregulares, de forma aproximadamente romboidal, y estas alineaciones se observan también en la Imagen Landsat (Fig. 6). La existencia de otras alineaciones gravimétricas menores, de dirección semejante, reflejan una estructuración en detalle más compleja, que probablemente sirve para explicar el emplazamiento y deformación de algunos granitos, y puede ser útil en la exploración local de determinados yacimientos minerales.

Las orientaciones de las principales alineaciones gravimétricas que compartimentan el área coinciden con las orientaciones de los principales sistemas de fractura (véase el contexto estructural) y son compatibles con el modelo geológico establecido para la deformación frágil.

La observación del mapa de anomalías residuales de Bouguer permite definir las siguientes unidades (Fig. 5):

1) La *unidad A* presenta un mínimo gravimétrico generado por la deficiencia de masa asociada a los materiales graníticos del plutón de Trujillo. Esta unidad está delimitada principalmente por las alineaciones gravimétricas NE-SO, y de forma más accesoria por las NO-SE y N-S. La alineación NE-SO coincide con el sistema de fracturas dominante en el plutón de Trujillo (Fig. 1). Las curvas isoanómalas definen un mínimo con elongación en dirección N-S y, posicionalmente, el afloramiento granítico del plutón de Trujillo se sitúa desplazado hacia el E-SE con respecto al mínimo gravimétrico que genera, lo que sugiere una prolongación de las rocas graníticas subsuperficialmente, de forma no aflorante hacia el NO.

2) La *unidad B*, se sitúa en el extremo NO del mapa de anomalías residuales de Bouguer, marca el inicio de un gran mínimo gravimétrico, que está generado por los materiales de menor densidad que forman el Batolito de Cabeza de Araya (Audrain *et al.*, 1989; Vignerresse, 1995 a, b), cuyo núcleo principal está situado más al NO de la zona de estudio. Hay que destacar la existencia de tres mínimos de menor longitud de onda (B' , B'' y B''' ; Fig. 5), que podrían estar señalando la posición de cúpulas graníticas no aflorantes en los materiales del CEG.

3) La *unidad C* corresponde a una zona de mínimo gravimétrico, centrado posicionalmente en el plutón de Albalá, y limitado por alineaciones gravimétricas NE-SO y NO-SE, que conforman una estructura romboidal. Se reconocen dos zonas separadas por una importante alineación de dirección NE-SO, que se corresponde con una zona de fractura cartografiada. El sector noroccidental del bloque se sitúa sobre el plutón de Albalá, y el suroriental, de dimensiones más reducidas, sobre el de Montánchez. En la zona anómala C también se define un mínimo gravimétrico (C'), situado en el extremo SSO del bloque que podría representar una apófisis granítica no aflorante ligada al plutón de Alba-

lá, como sugiere también la abundancia en este sector de filones de cuarzo con trazas de wolframita y scheelita.

Desde el punto de vista estructural, hay que resaltar la coincidencia espacial de estos mínimos gravimétricos, las unidades B y C, con la situación de "zonas de alta densidad de fractura", obtenidas a partir del análisis de lineamientos (Campos, 1998). Un buen ejemplo de ello es la situación de la cúpula granítica de El Trasquilón, al sur de Cáceres (Fig. 1). Esta cúpula, de gran importancia metalogénica, se sitúa en la intersección de dos zonas de fractura de orientación NO-SE y NE-SO. El hecho de que su aparición sea precisamente en la zona de intersección de lineamientos, que delimitan las unidades gravimétricas B y C, corrobora que la gravimetría puede ser una herramienta muy útil de cara a la búsqueda y localización de otros cuerpos de similares características en el área.

5) La *unidad D* es una zona anómala de carácter negativo relativo, y está situada al SSO del mapa de anomalías residuales, limitada por alineaciones gravimétricas NE-SO y NO-SE y sobre la zona norte de los granitos del área de Mérida (Fig. 5). Según la forma de la anomalía que generan, estos granitos podrían conectar en profundidad con los de Albalá - Montánchez, sin embargo hay que tener en cuenta la presencia de materiales terciarios menos densos, que están contribuyendo a la anomalía negativa, y podrían estar enmascarando la posible conexión o desconexión.

6) La *unidad E* corresponde a otra área anómala y se sitúa posicionalmente sobre el plutón de Alijares (Figs. 1 y 5). Esta unidad tiene una forma irregular, que probablemente está controlada, como en los casos anteriores, por las direcciones estructurales NO-SE y NE-SO, coincidentes con "zonas de alta densidad de fractura". El mínimo gravimétrico situado en el centro de la unidad E, se correlaciona, a grandes rasgos, con las facies de leucogranitos aplíticos, y su forma elongada en dirección NE-SO coincide con la orientación de uno de los lineamientos principales de la zona de estudio.

Por otra parte, tanto en el mapa de anomalías de Bouguer (Fig. 4), como en el mapa de anomalías residuales de Bouguer (Fig. 5), existen una serie de zonas de más difícil interpretación, ya que aún siendo de carácter negativo (mínimos relativos) no delimitan con precisión los cuerpos intrusivos sobre los que se sitúan. Se han denominado "zonas anómalas de carácter intermedio o mixto" (Zonas I, II y III) (Figs. 4 y 5) que responden a la existencia y superposición de fenómenos más difíciles de discriminar.

La densidad es uno de los parámetros que puede explicar en parte la existencia de estas zonas de "carácter intermedio". Las unidades II y III se sitúan sobre los plutones de Zarza, Ruanes, Santa Cruz y Zorita, formados todos ellos por granodioritas y cuarzdioritas biotíticas, siendo el bajo contraste de densidades entre estas facies y los materiales del CEG (Tabla II) lo que explicaría el carácter más difuminado de las anomalías.

Otro condicionamiento del "carácter intermedio"

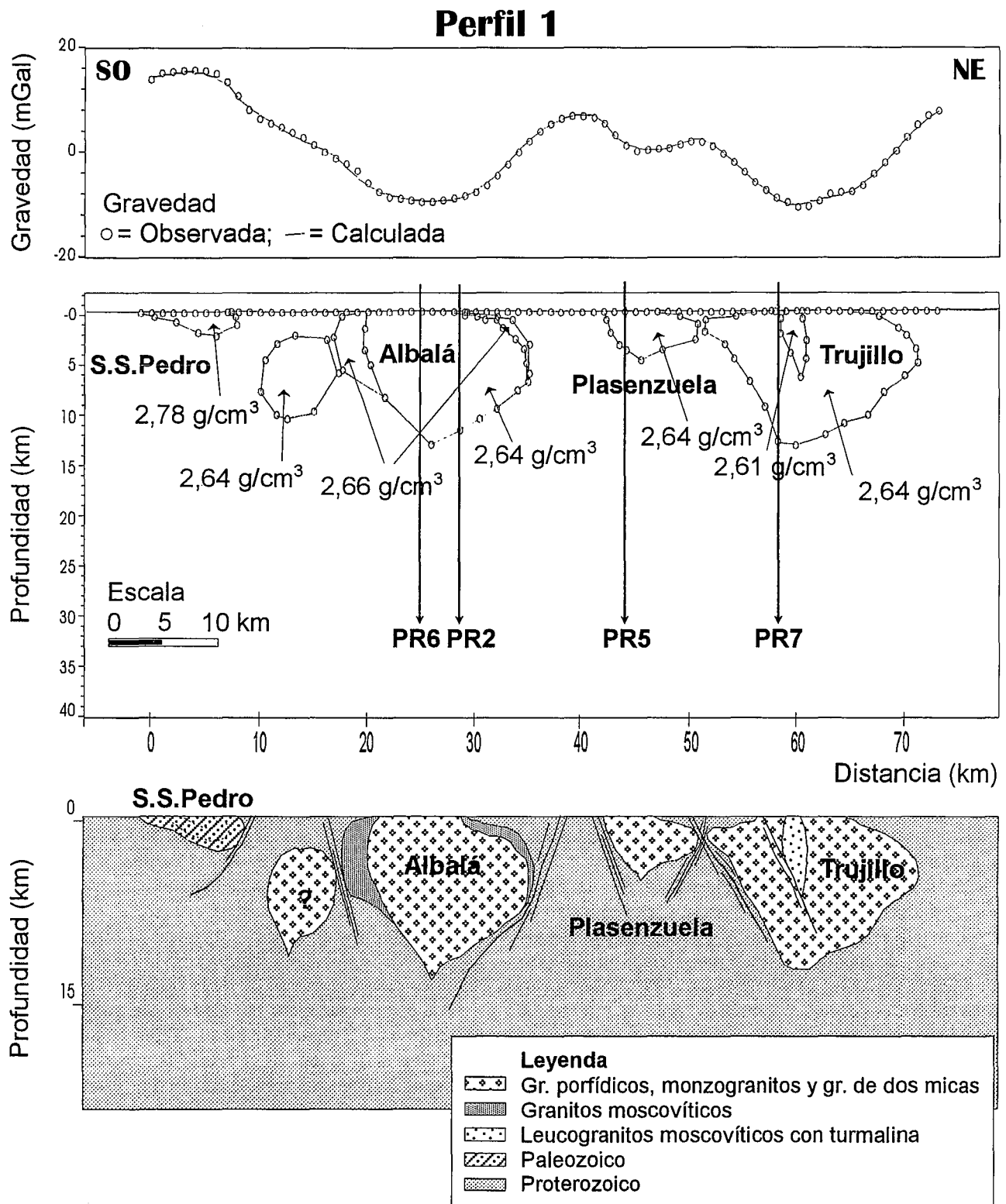


Figura 7.- Modelos gravimétricos. Perfil 1 (SO-NE); su posición aparece indicada en la figura 5.

de estas zonas anómalas es la complejidad estructural. El mejor ejemplo de ello lo constituye la unidad I, situada posicionalmente sobre el plutón de Plasenzuela. Los materiales graníticos que lo forman presentan un alto contraste de densidad con las rocas encajantes, sugiriendo un posible desenraizamiento del plutón, unido al fuerte condicionamiento estructural del área donde se sitúa. Por tratarse de una zona de alta densidad de

fractura, puede ser idónea para la existencia de concentraciones minerales, dándose la circunstancia de que al oeste del plutón de Plasenzuela se sitúan numerosos indicios extratolúfticos de Ag-Pb-Zn.

Modelización gravimétrica

La contribución de los distintos materiales al campo

gravitatorio ha sido analizada mediante la modelización de siete perfiles gravimétricos en 2.5 D, utilizando el programa GM-SYS - V1.6 (Won y Bevis, 1987; Rasmussen y Pedersen, 1979). Con ello se obtiene una solución, la cual no pretende ser la única, a partir de un proceso iterativo, que comprende la suposición de un modelo inicial basado en la información geológica (Gumiel y Campos, 1998), el cálculo de la anomalía teórica del modelo propuesto, la comparación con los valores de la anomalía observada y la modificación del modelo inicial, hasta encontrar el mejor ajuste.

Se plantearon dos perfiles de carácter general PR1 y PR2, que atraviesan la zona de estudio de SO a NE y de NO a SE, respectivamente (Fig. 5) y se sitúan sobre los cuerpos intrusivos aflorantes volumétricamente más importantes. Estos dos perfiles fueron complementados con otros cinco perfiles gravimétricos de diferentes orientaciones y longitud. La modelización en 2.5D supone la asignación de una extensión lateral a los cuerpos modelizados, con un contraste de densidad determinado respecto a su encajante, esto unido a la modelización de perfiles cruzados para un mismo cuerpo intrusivo, suple en gran parte, la falta de información en 3D.

En este trabajo se presenta únicamente una descripción de los perfiles PR1 y PR2 y una tabla resumen (Tabla III) de los datos obtenidos en la modelización de los perfiles restantes.

El perfil PR1 es de dirección SO-NE, ortogonal a la principal directriz hercínica (NO-SE). Tiene una longitud de 73 km, con estaciones separadas 1000 m, siendo la coordenada origen el punto X=718824; Y=4340567 (UTM) (Fig. 7). En este perfil gravimétrico se observan dos máximos laterales que lo delimitan al SO y al NE, con valores próximos a +15 mGal y +8 mGal respectivamente, dos máximos centrales en torno a los +7 mGal y +2 mGal, y tres mínimos centrales, que de SO a NE tienen valores de -10, -0,5 y -11 mGal, respectivamente.

Al comparar este perfil con su corte geológico interpretado, se observa que los mínimos gravimétricos se sitúan sobre los diferentes cuerpos graníticos. Así, los dos mínimos mayores laterales se localizan sobre los plutones de Albalá al SO, y Trujillo al NE, mientras que el mínimo central de menor intensidad, esta marcando la posición del *stock* de Plasenzuela.

El modelo que se presenta en la figura 7 corresponde a la interpretación gravimétrica y geológica conjunta de la geometría en profundidad de los diferentes cuerpos que justifican la anomalía observada, con un error calculado de 0,4%. De esta interpretación se puede deducir que el granito de Albalá presenta una forma "en seta" con los contactos divergentes en la zona superficial y convergentes en profundidad, hasta alcanzar una profundidad máxima de 13 km, la cual justifica la anomalía observada. En detalle, se puede diferenciar una facies granítica, ligeramente más densa que las facies centrales, que se dispone como una "facies de borde" del plutón. La zona que queda comprendida entre el

margen SO de Albalá y el sinclinal paleozoico de la Sierra de San Pedro presenta un mínimo gravimétrico relativo, que se puede explicar con la presencia de un cuerpo de baja densidad en profundidad, entre 2 y 10 km. A favor de esta interpretación está la presencia, en superficie, de numerosos diques de aptitas, pegmatitas y venas de cuarzo, a veces con mineralización de Sn y W.

El mínimo de menor intensidad, situado en el sector central del perfil, ha sido modelizado en el contexto de este perfil regional como generado por un cuerpo de pequeñas dimensiones con una densidad media global de 2,64 g/cm³ y corresponde con el *stock* granítico de Plasenzuela. El plutón de Plasenzuela tiene un gran interés metalogénico y su forma asimétrica en el margen SO podría estar relacionada con una zona de fractura de dirección aproximada NNO-SSE descrita por Gumiel *et al.*, (1995), localizada al O del plutón y con la que podrían estar genéticamente relacionados los indicios de Pb y Ag que se encuentran en la zona.

Por último, se ha modelizado el plutón granítico de Trujillo, que es el responsable del mínimo gravimétrico situado en el margen nororiental del perfil. La masa granítica de Trujillo, con una densidad media global de 2,64 g/cm³, presenta unos contactos muy tendidos y divergentes en la parte superficial, llegándose a unir prácticamente hacia el SO con el plutón de Plasenzuela. Estos bordes pasan a ser convergentes a una profundidad media de 2 km, al igual que sucedió en el plutón de Albalá, alcanzando, en este caso, una profundidad máxima de 14 km. En detalle, el perfil de esta anomalía presenta una inflexión en la zona de mínimo, que se correlaciona posicionalmente con las facies más leucocráticas del plutón. Estos mínimos relativos fueron interpretados por Audrain *et al.* (1989) y Vignerresse (1990, 1995 a y b) en el batolito de Cabeza de Araya (fuera del área de estudio) como zonas de enraizamiento del plutón o conductos de alimentación, pero también pueden ser debidas a la existencia de facies menos densas en la zona de mínimo.

El perfil PR2 es de dirección NO-SE y tiene una longitud de 68 km, con estaciones separadas 1000 m, siendo su coordenada de origen el punto X=718836; Y=4371452 (UTM) (Fig. 8). Se puede establecer un máximo central en torno a los +4 mGal que separa los dos mínimos centro-laterales al NO y al SE, representados por valores de -10 mGal y -8 mGal, respectivamente. Además, se observa otro mínimo situado entre el máximo central y el mínimo más noroccidental del perfil, con un valor próximo a -2 mGal.

Al comparar el perfil gravimétrico con su correspondiente corte geológico interpretado, se puede observar que los mínimos gravimétricos se sitúan de nuevo sobre los cuerpos graníticos cartografiados en el área (Gumiel y Campos, 1998). Los dos mínimos principales laterales se localizan sobre los plutones de Albalá al NO y Alijares al SE, mientras que el mínimo central de menor intensidad está coincidiendo con la posición del plutón de Montánchez. El modelo de la figura 8 es el resultado de la interpretación geométrica en profundi-

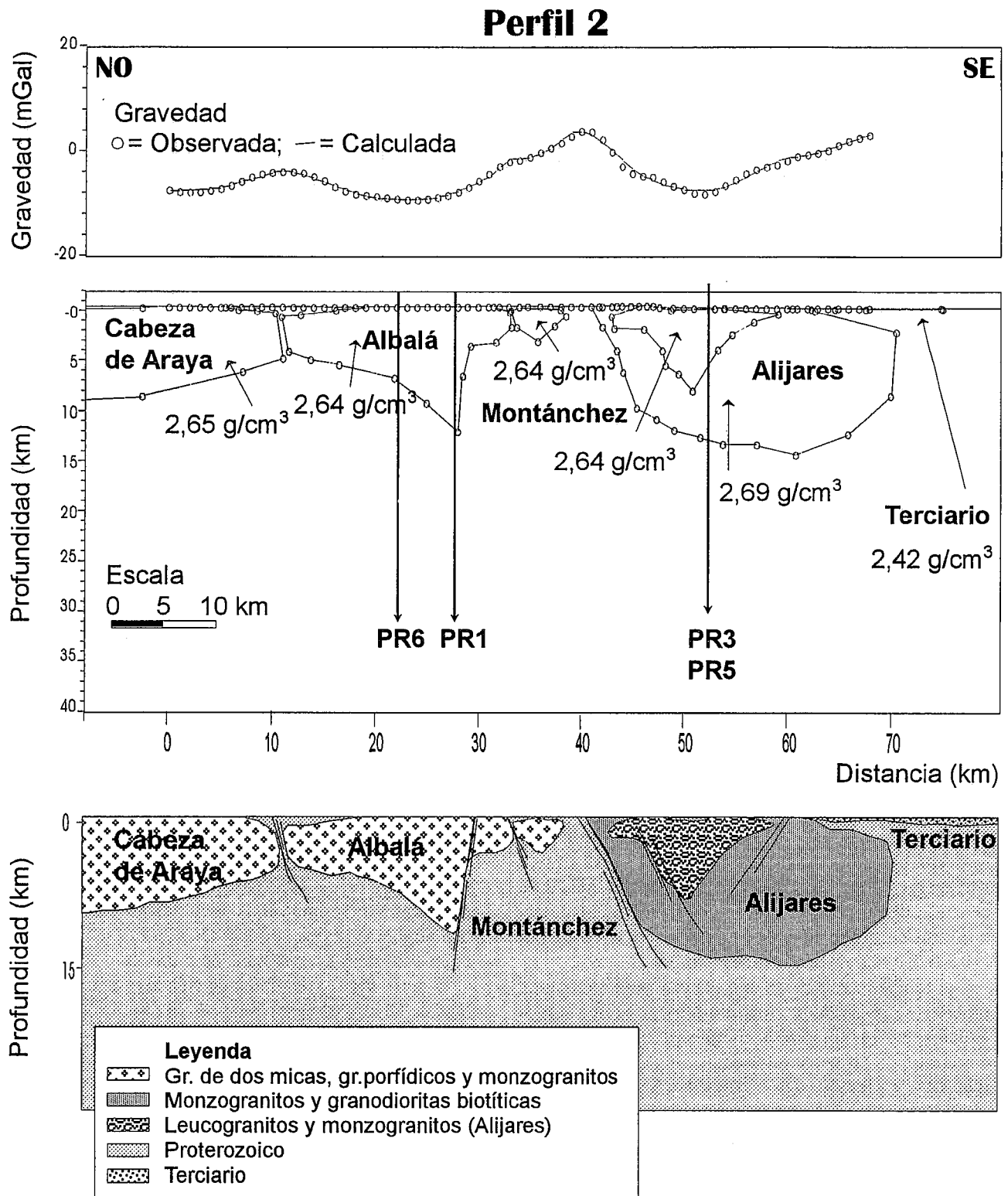


Figura 8.- Modelos gravimétricos. Perfil 2 (NO-SE); su posición aparece indicada en la figura 5.

dad de los diferentes cuerpos, que justifican la anomalía observada con un error de 0,4%.

La forma obtenida para el plutón de Albalá, según este corte NO-SE, es asimétrica y se prolonga en profundidad hacia el NO, mediante un contacto muy tumbado, quedando prácticamente unido al batolito de Cabeza de Araya. Estos plutones estarían separados probablemente, por una zona de fractura de

aproximadamente 1-2 km de ancho. Esta geometría corrobora la obtenida por Améglio *et al.* (1997). A partir de la modelización 3D de los datos gravimétricos sobre el batolito de Cabeza de Araya, estos autores limitan el batolito de Cabeza de Araya al SE por un contacto divergente hasta 2 km de profundidad, en donde pasa a ser convergente confirmando de esta forma su separación del de Albalá.



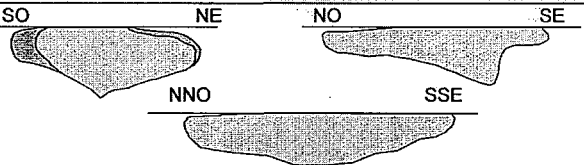


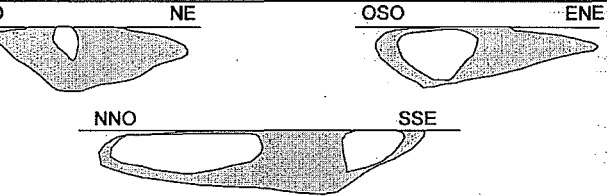


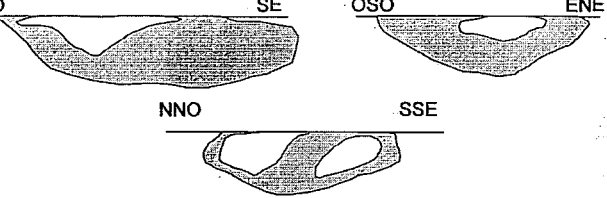



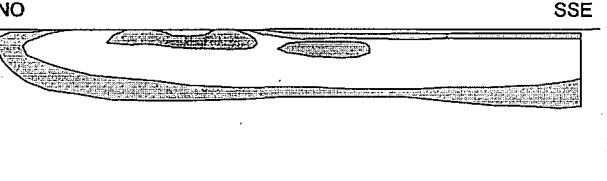



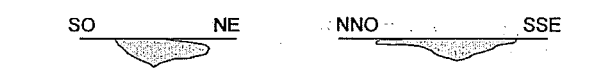


Plutón	Perfil	Densidad g/cm ³	Forma transversal y tamaño comparativo	Prof.máx. (km)	Contactos	Observaciones
Albalá	PR1 PR2 PR6	2,64  2,66 		13	Hacia el N, NO y NE son tumbados y divergentes hasta una profundidad de 3-5 km, donde pasan a ser convergentes. Hacia el SE y SO son algo verticalizados.	En cartografía presenta una disposición concéntrica de facies aunque en la modelización únicamente se puede diferenciar una facies de borde de mayor densidad.
Trujillo	PR1 PR4 PR7	2,64  2,61 		14	Hacia el NNO, ENE, NE, OSO y SO son tumbados y divergentes hasta una profundidad media de 2-7 km, donde pasan a ser convergentes. Hacia el SSE son verticalizados y convergentes.	Se puede diferenciar una facies central de menor densidad que representa a las facies leucograníticas y alcanza una profundidad máxima de 6,5-11 km. Las facies leucograníticas situadas al NNO se interpretan como no aflorantes.
Aljares	PR2 PR3 PR5	2,69  2,64 		13-14,5	Hacia el NO y OSO son verticalizados y convergentes, mientras que al SE y ENE son tumbados y divergentes hasta una profundidad media de 2-4 km, donde pasan a ser convergentes, sólo se extienden en la dirección SE.	Se diferencian dos facies de diferente densidad en la modelización; las facies internas más leucocráticas y de menor densidad del PR5 tienden a converger a una profundidad de 10 km.
Stª Cruz Zorita	PR7	2,69  2,64  2,72 		13	Hacia el N, divergentes hasta una profundidad de 3 km y convergentes en profundidad. Hacia el S, divergentes bajo el Terciario (?)	Disposición concéntrica de facies. Las intermedias alcanzan una profundidad máxima de 10,5 km, mientras que las facies internas 2-4 km.
Montánchez	PR2 PR6	2,64 		3-4	Verticalizados y convergentes en profundidad.	Separado del plutón de Albalá por un corredor de fractura.
Plasenzuela	PR1 PR5	2,64 		4-5	Hacia el NNO, y NE son tendidos y divergentes, convergentes a partir de 1-2 km de profundidad. Hacia el SO y SSE son verticalizados y convergentes.	Su forma sesgada en la zona SO, podría estar relacionada con una zona de fracturación de dirección aproximada N-S relacionada a su vez con las mineralizaciones.
Ruanes	PR5	2,69 		3	Convergentes, posiblemente el contacto S se encuentra verticalizado en la zona superficial.	En la cartografía geológica se presenta únicamente como una serie de apuntamientos.

Tabla III.- Resumen comparativo de las principales características geométricas de los cuerpos intrusivos aflorantes del sector central de Extremadura. La geometría ha sido obtenida mediante la modelización de siete perfiles gravimétricos.

Por el contrario, el contacto SE del plutón de Albalá está muy verticalizado y convergería con el anterior en profundidad, alcanzando un máximo de 12 km. El plutón de Montánchez presenta contactos convergentes en profundidad, llegando a un máximo de 3 km. Estos dos plutones, Albalá y Montánchez, estarían separados por una zona de fractura, de dirección NE-SO a NNE-SSO, que es probablemente la expresión frágil de los antiguos planos S de la fábrica de deformación por cizallamiento dúctil del granito de Montánchez (véase contexto estructural). La existencia en superficie de esta zona de fractura, de orientación general NE-SO, se manifiesta por el gran desarrollo de venas de cuarzo y diques pegmatíticos (Fig. 2).

A escala macroscópica las anomalías gravimétricas pueden sugerir la unión de varios plutones en profundidad; por ejemplo, Cabeza de Araya y Albalá, y las orientaciones NO-SE pueden representar alineaciones magmáticas que deben responder a estructuras corticales funcionales durante la intrusión de los granitos (J. Escuder, com. per.). Estas alineaciones aparecen cortadas, desplazadas o desniveladas por fracturas de orientación NE-SO (Fig. 5).

Por último, el mínimo gravimétrico situado en el margen suroriental del perfil (Fig. 8) corresponde al plutón granítico de Alijares. La geometría modelizada presenta un contacto NO convergente hacia el interior del plutón, mientras que el SE se dispone a bajo ángulo, y a una profundidad de unos 2 km, converge hacia el centro del plutón, confiriéndole un aspecto redondeado, alcanzando una profundidad máxima de 14,5 km. Al igual que el plutón de Trujillo, la inflexión que presenta la anomalía en la zona más baja se puede correlacionar con la aparición de las facies más leucocráticas centrales.

A modo de síntesis, la Tabla III muestra comparativamente los resultados obtenidos en la modelización de los siete perfiles gravimétricos. Se puede observar cómo existen unidades intrusivas de grandes dimensiones y otras de pequeñas dimensiones. Los cuerpos de grandes dimensiones (Albalá, Trujillo, Alijares y Santa Cruz - Zorita) presentan una profundidad máxima comprendida entre 13 y 14,5 km, con contactos de bajo ángulo, primero divergentes y después convergentes, que les confiere una forma asimétrica. Algunos presentan una disposición zonal de facies, con las menos densas ocupando la parte central (Trujillo y Alijares) o la intermedia (Santa Cruz). Por el contrario, las unidades intrusivas aflorantes de pequeñas dimensiones (Plasenzuela, Montánchez y Ruanes) alcanzan una profundidad máxima de 3 a 5 km. En general, presentan contactos convergentes, lo que les confiere, a diferencia de los anteriores, una forma bastante más simétrica.

La modelización gravimétrica también ha puesto de manifiesto la posible existencia de cuerpos no aflorantes, como, por ejemplo, en la zona SO del plutón de Albalá, y al este del batolito de Cabeza de Araya.

Conclusiones

A partir de la integración de datos gravimétricos, geológicos y del análisis de lineamientos en la imagen Landsat TM del sector central de Extremadura, se ha establecido una serie de unidades delimitadas por alineaciones gravimétricas, en donde las curvas isoanómalas presentan una forma, intensidad y longitud de onda características, que sugieren que hay una estructuración del área en bloques, cuyos límites, aunque irregulares, están marcados por zonas de alta densidad de fractura, de orientación principal NO-SE y NE-SO. La confluencia de estas orientaciones puede tener gran interés, tanto desde un punto de vista estructural como metalogénico.

Hay que resaltar que la integración de la geología y la gravimetría es el método más adecuado para investigar la geometría de los cuerpos plutónicos, en áreas donde éstos muestran un marcado contraste de densidad con las rocas encajantes. Pero también queda patente, y este es el caso, en parte, de la zona central de Extremadura, que un control exhaustivo en la toma de datos, y en los cálculos que llevan a la obtención de la anomalía de Bouguer, junto con un profundo conocimiento de la geología y de las densidades características de los materiales, aporta la información necesaria para entender y modelizar las áreas graníticas caracterizadas por un menor contraste de densidad con el encajante.

Por último, se ha puesto de manifiesto la existencia de mínimos relativos de menor intensidad y longitud de onda, que pueden estar indicando la posición de cúpulas graníticas no aflorantes que coinciden a su vez con zonas de alta densidad de fractura. Estas cúpulas suelen ser metalotectos potenciales para determinadas concentraciones minerales de Sn, W, P y U, de aquí el importante papel que el método gravimétrico puede desempeñar en la búsqueda y localización de este tipo de yacimientos, en áreas específicas y utilizando una malla adecuada. La definición precisa de la geometría de los bloques y la localización de áreas favorables, como espacios abiertos en donde se pueda concentrar una determinada mineralización, se sale de los objetivos de este trabajo, pero, sin duda, estos patrones estructurales, confirmados con el método gravimétrico, pueden tener una importante aplicación futura en la exploración de yacimientos minerales en la región.

Los autores agradecen la contribución que ha supuesto en la mejora del manuscrito, las indicaciones de J.P. Calvo, editor principal de la revista de la SGE, y las sugerencias aportadas por J. Escuder y un revisor anónimo.

Bibliografía

Álvarez Nava, H., García Casquero, J.L., Gil Toja, A., Hernández Urroz, J., Lorenzo Álvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Monteserin, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart, J., Robles, R., Santamaría, J., y Sole, F.J. (1988):

- Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suoriental de la Zona Centroibérica. *II Congreso Geol. de España, Granada, Comunicaciones*, I: 19-22.
- Améglio, L., Vigneresse, J.L., Bouchez, J.L. (1997): *Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data*. En: *Granite: from segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton y W.E. Stephens, eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 199-214.
- Arribas, A., Arribas Rosado, A., Gumiel, P., Martín Izard, A., y Reguilón, R. (1987): Carácteres metalogénicos de los yacimientos minerales asociados a los granitoides del Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, (Bea et al., eds., 1988). *Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, Madrid, 233-263.
- Audrain, J., Amice, M., Vigneresse, J.L., y Bouchez, J.L. (1989): Gravimétrie et géométrie tri-dimensionnelle du pluton granitique de Cabeza de Araya (Extrémadure, Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, II: 1757-1764.
- Bea, F., Sánchez, J.G y Serrano Pinto, M. (1987): Una compilación geoquímica (Elementos mayores) para los granitoides del Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, Madrid, 87-194.
- Bergamín, J.F. (1986): *Interpretación geotectónica del área del Campo de Calatrava (Ciudad Real), basada en determinaciones gravimétricas*. Tesis Doctoral, U.C.M., 239 p. (inédita).
- Bergamín, J.F., Tejero, R., y Pinto, V. (1995): Modelización gravimétrica en 2D/2D y 3D de la zona nororiental de la cuenca de Madrid. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 251-260.
- Bouyx, E. (1970): Contribution à l'étude des formations Anté-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. IGME*, 3, 63 p.
- Campos, R. (1998): *Estudio geológico y gravimétrico de los granitoides de la antifoma de Cáceres: aplicación a la exploración de yacimientos minerales*. Tesis Doctoral, U.C.M., 170 p. (inédita).
- Campos, R. y Gumiel, P. (1990): Estudio gravimétrico en Extremadura (Zona de La Codosera-Alburquerque y Albalá) y su aplicación a la exploración de yacimientos minerales. *Bol. Geol. Min. Esp.*, 101 (1): 122-134.
- Campos, R., Bergamín, J.F. y Gumiel, P. (1993): Avance del estudio gravimétrico del batolito central de Extremadura (España). *Geogaceta*, 13: 22-25.
- Carbó, A., Bergamín, J.F., Capote, R., Gonzalez Casado, J.M., Santa Teresa, I., De Vicente, G. y Zorita, M.C. (1988): Estudio comparativo de la geometría en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la zona Centro-Ibérica. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, Madrid, 439-446.
- Castro, A. (1984): *Los granitos y la estructura hercínica en Extremadura Central*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 208 p. (inédita).
- Castro, A. (1986): Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura Batholith, Hercynian belt, Spain. *J. Struct. Geol.*, 8: 633-645.
- Castro, A. y Fernández, C. (1998): Granite intrusion by externally induced growth and deformation (G-D) processes of the magma reservoir: the example of the Plasenzuela pluton, Spain. *J. Struct. Geol.*, 20: 1219-1228.
- Corretge, L.G. (1971): *Estudio petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 453 p. (inédita).
- Gil Serrano G., Pérez Rojas, A. y Pineda, A. (1980): *Mapa geológico de España 1:50.000. 20 serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 730 (Montánchez)*. ITGE, Madrid.
- Gumiel, P. y Campos, R. (1993): Contribución al conocimiento geológico y geoquímico de los granitos de Albalá y Montánchez (Extremadura Central) y su relación con las mineralizaciones de estaño y wolframio. *Geogaceta*, 13: 57-61.
- Gumiel, P. y Campos, R. (1998): *Mapa Geológico y de Recursos Minerales del Sector Central de Extremadura*. Consejería de Economía, Industria y Hacienda, Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas. Junta de Extremadura.
- Gumiel, P., Antón Pacheco, C., Campos, R., Pérez Zerdán, F., Nesbitt, R.W., Roberts, S., y Sanderson, D.J. (1991): *Development of new multi-disciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the Western Iberian Peninsula*. EEC Report, Contract MA1M-0032-C(A).
- Gumiel, P., Campos, R., Sanderson, D.J., y Roberts, S. (1995): Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): conectividad y percolación. *Bol. Geol. Min.*, 106 (4): 316-337.
- Gutierrez Marco, J.C., San José, M.A., y Pieren, A.P. (1990): Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy of Central Iberian Zone. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer y Martínez García, Eds), Springer-Verlag, Berlin, 160-171.
- Julibert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L.E. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E, 1/1.000.000*. Memoria explicativa, IGME, Madrid, 113 p.
- López Díaz, F. (1991): Características de la primera fase (distensiva) hercínica en la sierra de San Pedro (Cáceres - Badajoz). *Cuad. Lab. Laxe*, 16: 53-63.
- Monteserín, V. y Pérez Rojas, A. (1980): *Mapa geológico de España 1:50.000. 20 serie MAGNA. Memoria explicativa de la hoja nº 705 (Trujillo)*. IGME, Madrid.
- Matas, J., Moreno, F. y Leyva, F. (en prensa): *Mapa Geológico de España a escala 1/50.000. Memoria explicativa Hoja 731 (Zorita)*. ITGE, Madrid.
- Nozal, F., García Casquero, J.L. y Picart Boira, J. (1988): Discordancia intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los montes de Toledo. *Bol. Geol. Min.*, 94(4): 473-489.
- Ortega, E. y Gonzalez Lodeiro, F. (1986): La discordancia intraalcudiense en el dominio meridional de la Zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astúrica*, 3(4): 27-32.
- Palero, F.J. (1993): Tectónica prehercínica de las series infraordovícicas del Anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector Meridional de la Zona Centro-Ibérica). *Bol. Geol. Min.*, 104(3): 227-242.
- Palero, F., Gumiel, P. y Fernández Carrasco, J. (1985): Ensayo de tipología de las mineralizaciones BPGC de la Alta Extremadura. *Bol. Geol. Min.*, 96(4): 381-412.
- Pardo, M.V. y García Alcalde, J.L. (1984): Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 14: 79-120.
- Plata, J.L. (1983): Nuevo método de cálculo de la densidad de reducción en gravimetría. *Bol. Geol. Min.*, 94 (6): 510-520.
- Ramírez, E. (1971): *Mapa geológico de España, 1/200.000, Hoja nº 51, Cáceres*. Serie MAGNA. IGME.
- Rasmussen, R. y Pedersen, L.R. (1979): End corrections in potential field modelling. *Geophys. Prospecting*, 27: 749-760.

- RGFE B 73. (1975): *Informe sobre trabajos geodésicos 1971-1975*. XVI Asamblea de la Asoc. de Geodesia de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional. Sección III, Grenoble 1975. Ministerio de Planificación y Desarrollo.
- Sanderson, D.J., Roberts, S.R., McGowan, J. y Gumiel, P. (1991): Hercynian transpressive tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, West Spain. *Jour. Geol. Soc. London*, 148: 893-898.
- Vignerese, J.L. (1990): Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geol. J.* 25: 248-260.
- Vignerese, J.L. (1995a): Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249: 173-186.
- Vignerese, J.L. (1995b): Crustal regime of deformation and ascent of granitic magma. *Tectonophysics*, 249: 187-202.
- Vignerese, J.L. y Bouchez, J.L. (1997): Interaction between batches of granitic magma during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *J. Petrol.*, 38: 1767-1776.
- Won, I.J. y Bevis, M. (1987): Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52: 232-238.
- Yenes, M., Gutierrez Alonso, G., Álvarez, F., Díez Balda, M.A. y Vignerese, J.L. (1995): Aproximación a un modelo gravimétrico en tres dimensiones (3D) de los granitoides del área de La Alberca-Béjar (Zona Centroibérica). *Rev.Soc.Geol. España.*, 8 (1-2): 51-59.
- Manuscrito recibido el 11 de Junio de 1999*
Aceptado el manuscrito revisado el 13 de Noviembre de 1999